Une gestion active des systèmes karstiques, pourquoi? Exemples et perspectives

Nathalie Dörfliger

BRGM - 1039 rue de Pinville - 34000 Montpellier - n.dorfliger@brgm.fr

I. INTRODUCTION

Les aquifères karstiques sont caractérisés d'une part par l'hétérogénéité des paramètres hydrauliques lies à la présence d'un réseau de conduits karstiques au sein de roches carbonatées fissurées et d'autre part par l'unicité de chaque système karstique. Si le réseau de conduits karstiques assure la fonction transmissive de l'aquifère, la matrice fissurée pouvant renfermer de larges cavités assure le stockage de l'eau. L'aquifère karstique ainsi exprime la dualité des écoulements souterrains (1), avec des écoulements diffus au sein de la matrice fissuré et des écoulements au sein des conduits. L'échange entre ces deux systèmes est contrôlé par les différences de charge hydraulique ainsi que par la variabilité spatiale des paramètres hydrauliques et la géométrie du réseau de conduits (2). Ainsi, le stockage de l'eau de l'aquifère prend place au sein de la zone saturée de l'aquifère karstique dans de grandes cavités ou dans la matrice fissurée, généralement connectée du point de vue hydraulique au réseau de conduits karstiques. Le réseau principal de drainage souterrain présente un certain degré d'organisation, lié à différents facteurs tels que le contexte géologique, le climat et la chimie de l'eau, le potentiel hydraulique et les variations du niveau de base.

Les aquifères karstiques méditerranéens sont ainsi fortement influencés par les variations du niveau de base, notamment celles liées à la crise de salinité du Messinien, durant laquelle le niveau de la mer chuta jusqu'à -1500m sous le niveau de la mer actuelle. Par conséquence, le niveau de base du système karstique s'est accommodé à celu du niveau de la mer ; les réseaux karstiques se sont développés en profondeur, comme le montrent par exemple les réseaux explorés de la Fontaine de Vaucluse (-235m NGF) et de la source du Lez (-47m NGF).
La plupart des aquifères karstiques de type fonctionnel (3) caractérisés par une grande hétérogénéité, des réseaux karstiques présentant un certain degré d'organisation hiérarchique d'amont vers l'aval, sont généralement captés pour l'alimentation en eau potable au niveau de leur exutoire (exploitation gravitaire d'une partie ou de la totalité du débit naturel de la source). Cette méthode traditionnelle ne permet pas de mobiliser l'eau stockée au sein des réserves de l'aquifère sous le niveau d'exhaure du système. De plus, du fait du fonctionnement hydrogéologique de ce type d'aquifère, les variations importantes du débit de la source du système au cours d'un cycle hydrologique constituent une limite d'exploitation lors des périodes d'étiage, périodes où les besoins en eau peuvent être les plus élevées (période de tourisme par exemple). Une interception du réseau karstique à l'amont de l'exutoire et un pompage au sein du réseau constituent les bases d'une gestion active des aquifères karstiques. Les conditions favorables à une telle gestion, ainsi que des exemples d'exploitation et d'interprétation d'essai de pompage au sein d'un conduit karstique font l'objet de cet article. Un exemple détaillée en contexte méditerranéen du Sud de la France est présenté et discuté (Le Lez, Montpellier) ainsi qu'un exemple en Syrie avec la source de Figeh utilisé pour l'alimentation en eau potable de Damas.

I.1. La gestion active d'un système karstique

Pomper dans un forage interceptant le conduit karstique saturé en eau et situé sous le niveau de la source constitue le préalable à la gestion active d'un aquifère karstique. Si l'on distingue des systèmes karstiques jurassiens des systèmes karstiques vauclusiens, ce deuxième type est la deuxième condition. Le conduit karstique doit être situé en profondeur sous le niveau d'émergence; il est connecté à la matrice renfermant les réserves de l'aquifère. Le pompage permet ainsi de solliciter les réserves de l'aquifère. La gestion active d'un aquifère karstique peut être définie comme suit: l'exploitation des eaux souterraines à l'aide d'un pompage à un débit supérieur à celui du débit d'étiage de la source en conditions naturelles permet de solliciter les réserves de l'aquifère particulièrement lors des périodes de basses eaux, les réserves se reconstituant lors des périodes de recharge. Le volume d'eau prélevé à l'échelle d'un ou plusieurs cycles hydrologiques doit être inférieur à la recharge de l'aquifère, afin de ne pas surexploité ce dernier. Les aquifères karstiques de type vauclusien sont particulièrement adaptés à ce type de gestion, du fait (i) de leur importante réserve accessible à proximité de la source, (ii) un forage interceptant le conduit karstique peut fournir un débit important (100aines de l/s) et solliciter un volume important d'eau issu des réserves de l'aquifère et finalement (iii) la recharge est très efficace du fait que l'essentiel des précipitations va s'infiltrer dans l'aquifère.

I.2. La modélisation des systèmes karstiques en gestion active

La modélisation de tels systèmes en gestion active peut être de deux types, soit de type fonctionnel avec des approches de modèles à réservoirs ou de fonctions de transfert et soit de type semi-global couplé à une solution analytique de type écoulement vers une tranchée (4).

II. EXEMPLES

II.1. Le système karstique du Lez (Hérault)

II.1.1. Contexte hydrogéologique

La source karstique du Lez est l'exutoire principal de l'aquifère karstique du même nom se développant au sein des calcaires jurassiques et crétacés. Les marnes oxfordiennes constituent la limite inférieure de l'aquifère alors que celles de l'Albien la limite supérieure. L'Hérault à l'Ouest et le Vidourle au Nord et à l'Est constituent les limites de l'aquifère (5 et 6). La source du Lez est une source de type Vauclusienne, l'eau émerge au niveau d'une vasque située à une altitude de 65m NGF et donne naissance au fleuve du même nom. La source du Lez est située à 15km au nord de Montpellier, dont l'alimentation en eau potable provient de cet aquifère.

Le bassin d'alimentation de la source du Lez, déterminé à partir d'essais de traçage, des éléments structuraux ainsi que de l'analyse des variations piézométriques est d'une superficie de quelques 380 km² (figure 1) (7). La recharge s'effectue au niveau des calcaires affleurants sur une surface de quelques 100km².

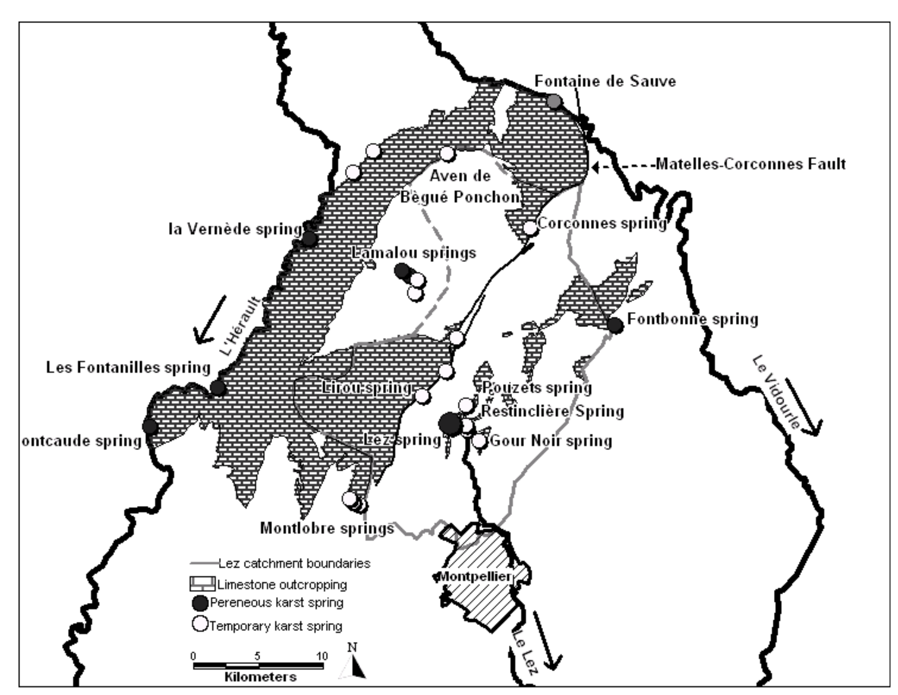


Figure 1. Calcaires affleurant au sein du basin d'alimentation de l'aquifère karstique du Lez (8).

II.1.2. Conditions d'exploitation

Au cours des périodes de basses eaux, la source tarissait lorsque l'eau était pompée directement au niveau de la vasque. Ainsi, en 1981, suite à des études préliminaires menées dans les années 1960 et 1970 (9), quatre forages ont été implantés au niveau du conduit à l'amont direct de la source, permettant ainsi de pomper jusqu'à 1700 l/s. Le débit autorisé n'excède pas les ressources de l'aquifère. Le captage est situé quelques 400 m à l'amont de la source au sein du massif calcaire. Les pompes sont situées à une profondeur de 48m sous le niveau de la source, soit à une altitude de 17m NGF (Figure 2). Le débit de la source du Lez est ainsi influencé par les pompages. Lorsque le débit naturel de la source est inférieur au débit pompé, un débit réservé est rejeté dans le fleuve à l'aval de la vasque. Le débit réservé est fixé à 160 l/s par la déclaration d'utilité publique du 5 juin 1981.

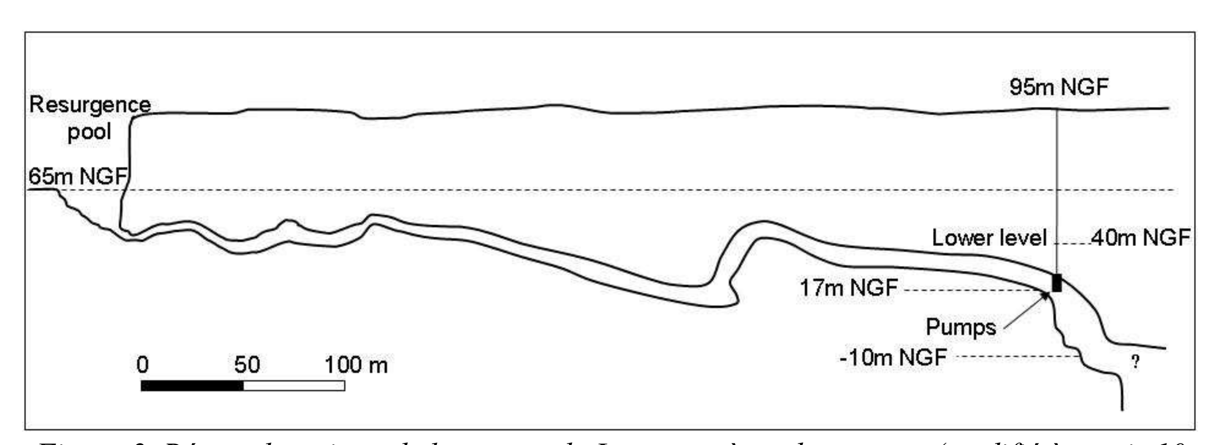


Figure 2. Réseau karstique de la source du Lez et système de captage (modifié à partir 10 dans (8)).

II.1.3. Données disponibles

Les données utilisées dans le cadre de la caractérisation de l'effet de la gestion active sur le système karstique du Lez sont d'une part les débits mesurés à l'aval du rejet du débit réservé, le niveau piézométrique au niveau du captage pour la période 1946-2006 (soit au niveau de la vasque (1946-1981) et au niveau d'un des forages dès 1982) ainsi que les volumes prélevés par les pompages dès 1968 et les débits du Lez à l'aval au niveau de la station de Lavalette. Les données climatiques sont celles de trois stations situées au niveau du bassin d'alimentation ou à proximité [St-Martin-de-Londres, Valflaunès et Montpellier Fréjorgues]. Du à un certain nombre d'absence de données dans les séries de débits, des reconstructions ont été faites, basées sur des extrapolations à partir des relations entre hauteur d'eau et débits considérant les différentes périodes avant 1982 et post-1982, les débits de débordement et d'écoulement gravitaire, ainsi que les sorties de modèles de transfert pluies-débits. Des comparaisons statistiques ont été menées afin de vérifier la validité des données reconstituées.

II.1.4. Modélisation du système

La méthode de modélisation utilisée est celle base sur la méthodologie de modélisation inverse (11, 12 et 13). La modélisation inverse a pour objectif de déterminer les fonctions de transfert à partir de l'hydrogramme dans son ensemble permettant de reconstituer celui-ci. Ce type de modèle permet de reconstituer les débits de la source du Lez en conditions naturelles afin de compléter les séries y compris pour les périodes de hautes eaux et d'effectuer une analyse sur l'ensemble de la série sur les périodes avant et après la gestion active.

Le traitement des données est effectué à l'aide du code TEMPO © BRGM (14). Le modèle comprend deux sous-modèles dont la structure peut être expliquée à l'aide des étapes suivantes (15) :

(i) l'entrée du système est défini à l'aide des précipitations qui vont donner lieu à des variations de débits, considérant uniquement les précipitations efficaces, obtenues en utilisant une fonction seuil (Ω) définie à partir des chroniques de pluies brutes et de la température de l'air de telle sorte que

Pefficace = Pbrute - W (t) si Pbrute > Ω (t) ;Pefficace = 0 si Pbrute ≤ Ω (t).
Dans le cas d'un modèle pluie-débit, W (t) peut s'apparenter au déficit de la réserve utile des sols.

(ii) l'entrée est ensuite séparée en deux composantes, une composante rapide et une composante lente à l'aide de fonctions de transfert, traduisant la dynamique des écoulements au sein de l'aquifère,

(iii) la réponse impulsionnelle de chaque composante est déterminée à l'aide d'un processus itératif. La sortie du premier sous-modèle de transfert est le débit naturel de la source du Lez.

Le deuxième sous-modèle de transfert comprend plusieurs entrées telles qu'une fonction de sollicitations associée au pompage, le débit simulé de la source. La sortie de ce deuxième modèle est le niveau piézométrique au niveau du conduit karstique, situé sous le captage. Ce deuxième modèle est utilisé pour valider la vraisemblance des débits simulés de la source du Lez.

Des analyses des récessions ainsi que des débits classes ont été effectuées, tout comme des analyses corrélatoires spectrales sur les données mesurées et issues des modèles.

II.1.5. Résultats et discussion

Les analyses de 18 cycles hydrologiques du débit naturel de la source du Lez (1946-1968) sans reconstitution montrent que l'état naturel du système est caractérisé par un débit journalier moyen de $2 m^3/s$. Cinquante pourcents des débits de la période d'observation considérée sont compris entre 0.6 and 2.7 m^3/s. Le volume interannuel moyen est de 62 ± $24*10^6$ m^3.

Trois types de résolution du premier sous-modèle ont été utilisés pour simuler le débit naturel de la source du Lez, deux modèles paramétriques (deux réservoirs en parallèle avec deux coefficients de récession et un paramètre de répartition ou un réservoir avec deux coefficients de récession) et un modèle basé sur l'équation de "Samani et Ebrahimi (16)" permettant de prendre en considération une fonction homographique et la loi de Maillet. Tous ces modèles permettent de simuler les débits à l'aide de deux fonctions de transfert : (i) une fonction de transfert caractérisant la recharge rapide avec un maximum compris entre le 2ème et 3ème jour, (ii) une réponse impulsionnelle "lente" avec une longue décroissance qui après 60 jours n'est plus influencée par les précipitations. Un coefficient de récession de la zone saturée de l'aquifère globalement égal à 0.028 ± 0.011 j^{-1} est utilisé par ailleurs. Le modèle calibré sur différentes périodes avant d'être validé sur d'autres et utilisé en mode prévisionnel, donne des résultats satisfaisants (Figure 3).

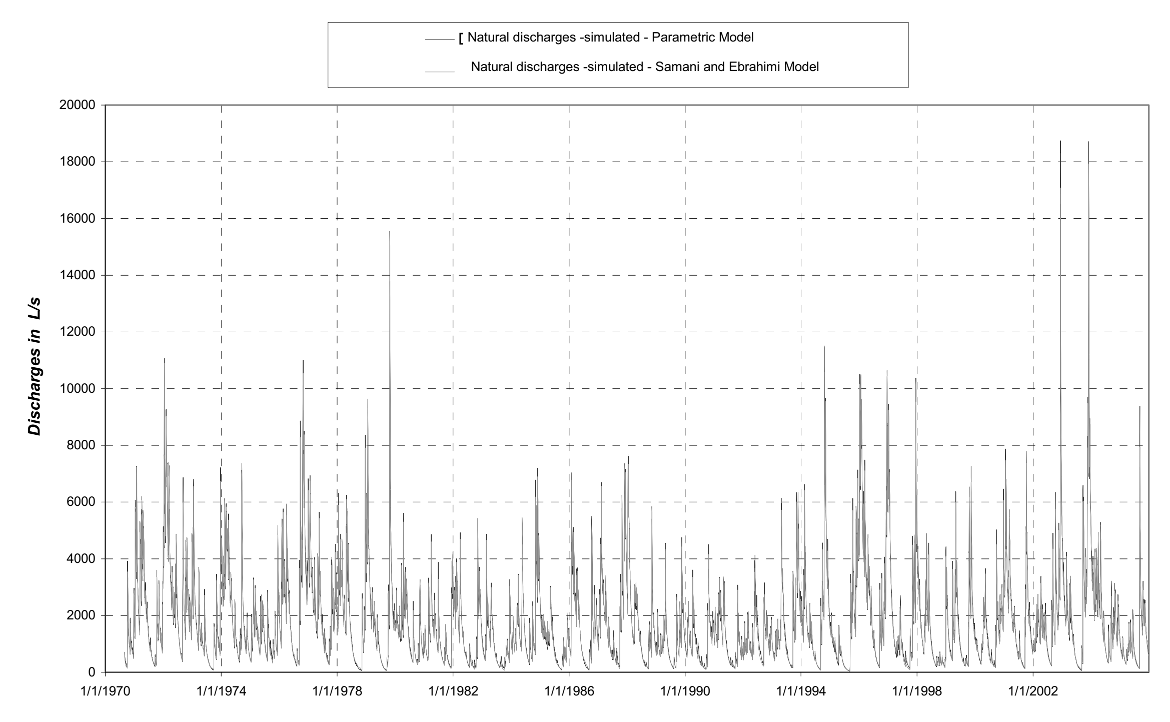


Figure 3: Simulated discharges time series resulting from two different types of models implemented under TEMPO for 1970-2005 period, after calibration phase (17).

Les résultats du deuxième modèle de transfert concernent la simulation des niveaux piézométriques au niveau du conduit intercepté par les forages pour le pompage. De manière générale, ce modèle permet de reproduire les importantes variations du niveau piézométrique (environ 30m) par rapport aux variations liées aux précipitations (3 mètres maximum) (Figure 4). Le coefficient de Nash a une valeur comprise entre 0.83 et 0.95 en fonction du modèle de transfert sélectionné et des chroniques de débits naturels considérées. Le paramètre de

sollicitation utilisé, correspondant à la sollicitation des réserves lorsque le débit pompé est supérieur du débit naturel de la source, est variable au cours de la période d'exploitation. Entre 1974 et 1982 la valeur de sollicitation est de 44% alors que pour la période 1982-2005, cette valeur est supérieure, avec 55%. Il y a encore quelques incertitudes à lever concernant les résultats, mais ils ont été considérés de qualité suffisante pour mener les analyses concernant le comportement hydrodynamique du système.

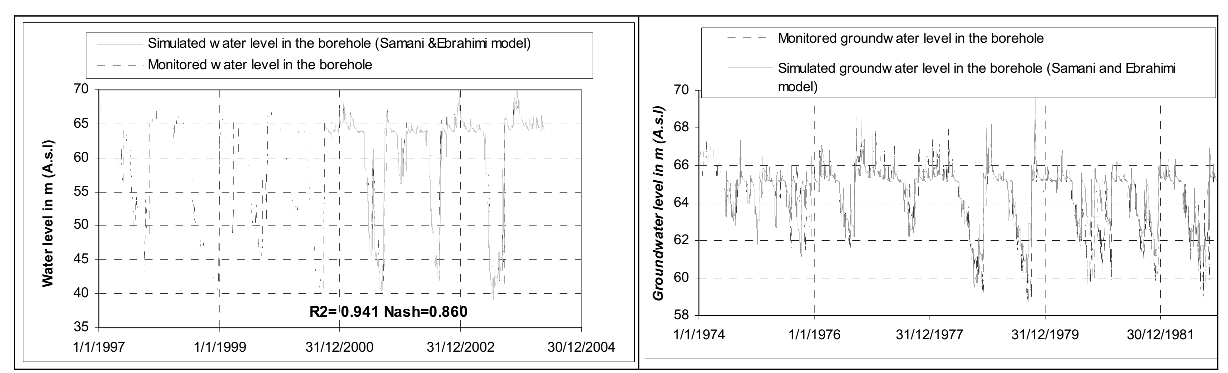


Figure 4: Example of validation of simulated groundwater level and forecasting at the Lez spring (between 1997 and 2005 and between 1974 and 1981 (15)).

Les résultats des analyses des courbes de récession effectuées pour les deux périodes, à savoir (1949-1968) et (1974-2005) sont présentés de manière synthétique dans le tableau suivant:

Paramètres	Minimum	Mean	Maximum	Ecart-type
Période 1949-1968				
Coefficient de tarissement (j^{-1})	0.007	0.0086	0.012	0.005
Volume dynamique (10^6 m^3)	2.49	5.2	10.5	2.1
Volume total d'eau lors de la récession (10^6 m^3)	10.2	13.88	17.61	2.44
Retard à l'infiltration i	0.635	0.767	0.892	0.081
Pouvoir de régulation K	0.036	0.089	0.158	0.042
Période 1974-2005				
Coefficient de tarissement (j^{-1})	0.026	-	-	0.011
Volume dynamique (10^6 m^3)	5.8	-	-	2
Pouvoir de régulation K	0.1	-	-	0.04

L'analyse des débits classes sur les chroniques depuis 1949 jusqu'à 2006 nous renseigne sur une amélioration des écoulements au sein de l'aquifère pour des débits supérieurs à 2 m^3/s. Les analyses corrélatoires spectrales simples et croisées sur les chroniques de précipitations et de débits, montrent que les précipitations sont caractérisées par une structure aléatoire, que l'effet mémoire du système est de l'ordre de 40 jours. Pour les différentes périodes d'analyses, l'effet mémoire du système est de manière générale plus long (entre 40 et 70 jours) pour la période anté-1982. Pour la période actuelle, il est sensiblement plus court, avec des valeurs comprises entre 35 et 55 jours (17).

Depuis décembre 1982, la source du Lez est soumise à une gestion active; le régime d'écoulement de la source est ainsi influence: le débit moyen de pompage est de 1.1 m^3/s, ce qui correspond à un volume de 33 *10^6 m^3 par année. Les différentes analyses effectuées sur

les chroniques de débits montrent un changement du comportement hydrodynamique du système avant et après 1982. Le coefficient de tarissement calculé sur la série simulé de débits pour la période 1974-2005 est de 0.026 ± 0.011 j^{-1}, traduisant une amélioration du drainage de la zone saturée de l'aquifère. Ces résultats sont ainsi en cohérence avec les résultats des analyses corrélatoires et spectrales (effet mémoire plus court) et les analyses des débits classés. Cette amélioration des écoulements peut être liée à un débourrage des conduits karstiques et/ou à une réactivation de conduits par le pompage. Cependant, la capacité de stockage au sein de l'aquifère ne semble pas être modifiée par la gestion active. Le système karstique du Lez est semble-t-il plus transmissive depuis son exploitation par gestion active.

II.2. Le système karstique de la source de Figeh, Damas (Syrie)

II 2.1. Contexte géologique et hydrogéologique

La source de Figeh est située au Nord-Nord-Ouest de Damas en Syrie. Son bassin d'alimentation de quelques 700km² (18) se développe au niveau de l'Anti-Liban. Plus des trois quarts de la surface de recharge du système sont situés à une altitude supérieure à 1900m. Les limites de la zone de recharge sont d'une part au Nord Ouest la vallée de la Bekka, la rivière Barada au Sud et au Sud-Est le grand bassin sédimentaire tertiaire. La structure générale présente au niveau du bassin d'alimentation est monoclinale plongeant vers le Sud-Est, mais perturbée par une succession d'anticlinaux et synclinaux sub-parrallèles. La source de Figeh émerge au niveau d'une zone complexe, zone de jointure des anticlinaux de Khadra et de Hassiya, marqué par un accident majeur également. La zone d'émergence comprend également deux autres sources : une source latérale (Side spring) et la source Harouch.

Le système karstique de Figeh se développe essentiellement au sein des formations carbonatées du Crétacé supérieur, avec le complexe Cénomanien-Turonien, surmontées au niveau de l'exutoire par des dépôts quaternaires. Du point de vue lithologique, le Cénomanien est caractérisée par des alternances de calcaires massifs compacts à la base, des calcaires fossilifères et des calcaires argileux en plaquettes, ainsi que des marnes jaunâtres au sommet de cette séquence. Des niveaux dolomitiques peuvent également être présents au sein de ces séquences. L'épaisseur maximale du Cénomanien est environ 600 mètres. Du point de vue lithologique, le Turonien est constitué de calcaires dolomitiques et de dolomites, qui renferment des phénomènes karstiques dans l'environnement immédiat de la source de Figeh, notamment (18). Des cavités se développent parallèlement à la stratification du Turonien, mais peuvent également être influencées par de la fracturation. La partie inférieure de la cavité de la source de Figeh est constituée de brèches.
Du point de vue hydrologique, les débits de la source sont compris entre 1.4 m^3/s (année sèche) et 28.3 m^3/s pour les périodes humides. Le débit moyen calculé sur plusieurs cycles hydrologiques est de 7.7 m^3/s. Les précipitations annuelles sont de quelques 600mm, ces dernières intervenant essentiellement à la fin de l'automne, en hiver (sous forme de couvert neigeux) et au début du printemps (18). La décharge principale de l'aquifère se fait au niveau de la source, mais également au niveau de la rivière Barada où des jaugeages différentiels ont mis en évidence des sorties d'eaux souterraines dans la rivière, apportant des contributions importantes (le débit augmente de 0.5 à 0.9 m^3/s au niveau des affleurements du Turonien dans le lit de la rivière (18)).

II.2.2. Conditions d'exploitation

Au vu des débits importants et des besoins grandissant, des explorations ont été effectués avec la réalisation d'une dizaine de forages à proximité de la source de Figeh (rayon de quelques 150m), avec comme objectif la réalisation d'essais de pompage en prenant en considération les relations eaux souterraines- eaux de surface, mais aussi les relations entre source. La durée des essais réalisés en septembre 1982 au niveau de la source de Figeh et de la source latérale (Side spring) est de 7 à 10 jours, de 4 jours en octobre 1983 au niveau de la station pilote. Les débits de pompage sont compris entre 0.5 et 2.2 m^3/s.
Une station pilote de pompage a été installée comprenant une batterie de 20 puits interceptant le réseau de conduits de la source de Figeh, avec quatre pompes dans la cavité (18). L'eau est pompée au niveau de la cavité et d'un tunnel connecté à la batterie de puits où trois pompes d'une capacité chacune de 1 m^3/s prélève l'eau du système karstique. L'objectif du pompage était de tester une augmentation du débit de la source en période d'étiage. L'effet du pompage sur le réseau d'observation est variable, indiquant que le système karstique de la source de Figeh est hétérogène. Le système karstique de Deir Moukarren situé à l'Ouest (2km environ de la source de Figeh) est indépendant ou mal connecté à celui de Figeh ; un débit additionnel de 2m^3/s peut être extrait de ce système. En conclusion, le pompage jusqu'à 4 m^3/s au niveau de la station pilote permet d'augmenter le débit en période d'étiage de quelques 600 l/s. Le rabattement maximum observé dans la cavité sous la source latérale avec un pompage de 1m^3/s au niveau de la source Ain Harouch et de 3m^3/s au niveau de la station est de 1.17m au niveau de la cavité et de 0.27m à la source Ain Harouch. L'exploitation actuelle en plus d'une station d'embouteillage, de la source de Figeh avec un débit de 4m^3/s assure l'alimentation en eau potable de Damas.

III. PERSPECTIVES

Les deux exemples présentés mettent en évidence que la gestion active d'un système karstique permet d'exploiter le système à un débit supérieur au débit d'étiage et d'assurer les besoins en eau sans pour autant surexploiter le système à l'échelle d'un ou plusieurs cycles hydrologiques. Ce type d'exploitation s'il ne permet pas d'augmenter les conditions de stockage au niveau de l'aquifère, peut augmenter la fonction transmissive du système.

Un modèle de type fonctions de transfert basé sur le modèle conceptuel de l'aquifère permettant de reconstituer les hydrogrammes ainsi que les niveaux piézométriques du conduit peut être utilisé pour simuler différents scénarios de gestion ou des scénarios liés au changement climatique.

Dans le cadre du système karstique du Lez soumis à des événements pluvieux importants en automne notamment donnant lieu à des inondations à l'aval du système karstique, la gestion active pourrait être un des moyens de réduire l'impact de ces fortes précipitations. L'impact des précipitations dépendant de l'état de saturation du système, deux événements pluvieux ne vont pas avoir le même impact, de plus si le pompage sollicite ou non les réserves de l'aquifère. Une modélisation couplée hydrologie et hydrogéologie permettrait de prendre en compte la contribution du karst par débordement aux écoulements de surface. Le système karstique en gestion active pourrait permettre de réduire les effets des premières crues automnales (150mm par ex.), des simulations sont nécessaires. Le dispositif actuel permettrait de réduire les effets de précipitations d'intensité de 300mm (8).

Considérant la rareté et la surexploitation des eaux de surface dans les pays méditerranéens, l'exploitation par gestion active des aquifères karstiques représente un atout pour le futur. La méthodologie développée de modélisation peut être appliquée à d'autres systèmes karstiques

où la gestion active peut être appliquée. D'autres approches de modélisation pourront être également testées, comme celle développée pour l'interprétation d'essais de pompage par (4).

Remerciements

Nous remercions la ville de Montpellier, Veolia Water pour la mise à disposition des données utilisées dans le cadre de ce projet soutenu par l'IFR ILEE ainsi que par le BRGM dans le cadre du projet cadre EAUR15 COMPLEX'AQUI.

Références bibliographiques

(1) **Kiràly, L**, 1998 - Modeling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach. Bulletin d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, 16, 77-98.
(2) **Bauer S, Liedl R., Sauter M**. 2005 - Modeling the influence of epikarst evolution on karst aquifer genesis: A time-variant recharge boundary condition for joint karst-epikarst development, Wat. Resourc. Res. 41, et al. (2005):
(3) **Bakalowicz M.**, 1999 - Guide technique N°3, Bassin Rhône Méditerranée-Corse, Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques, 44p. Juin 1999.
(4) **Maréchal J.Ch., Ladouche B., Dörfliger N., Lachassagne P.,** 2008 - Interpretation of pumping tests in a mixed flow karst system, Water Resources Research, accepté.
(5) **Drogue, C.** 1963 - Essais de délimitation du bassin d'alimentation d'une résurgence des karsts noyés languedociens. Ann. Spéléol., 18, 4, p. 409 -414.
(6) **Drogue, C.** 1969 - Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques d'après l'exemple de quelques karsts périméditerranéens. Thèse de Doctorat Université des sciences et techniques du Languedoc 482p.
(7) **Thiery D., Bérard P.**, 1983 - Alimentation en eau de la ville de Montpellier - CAPTAGE DE LA SOURCE DU LEZ - études des relations entre la source et son réservoir aquifère, Rapport n°1, Rapport 83 SGN 167 LRO.
(8) **Fleury P., Ladouche B., Conroux Y., Jourde H., Dörfliger N.** 2008 - Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management – the Lez spring, Journal of Hydrology (submitted).
(9) **Avias J.**, 1995 - Gestion active de l'exsurgence karstique de la source du Lez (Hérault, France) 1957-1994, Hydrogéologie 1, 113-127
(10) **Paloc H.** (1979) – Alimentation en eau de la ville de Montpellier – Localisation d'un emplacement de captage dans le réseau souterrain de la source du Lez – Détermination de ses principales caractéristiques en préalable à l'exécution des travaux – Rapport BRGM 79 SGN 654 LRO, 16p.
(11) **Pinault, J. L., H. Pauwels, and C. Cann.** 2001a - Inverse modelling of the hydrological and the hydrochemical behaviour of hydrosystems: Application to nitrate transport and denitrification. Water Resources Research 37, no 8: 2179-2190
(12) **Pinault, J. L., V. Plagnes, L. Aquilina, and Bakalowicz M..** 2001b-Inverse modeling of the hydrological and the hydrochemical behavior of hydrosystems: characterization of karst system functioning. Water Resources Research 37, no 8: 2191-2204.
(13) **Pinault, J. L., Dörfliger N., Ladouche B., and Bakalowicz M..** 2004 - Characterizing a coastal karst aquifer using an inverse modeling approach: The saline springs of Thau, southern France. Water Resources Research 40: 17.
(14) **Pinault, J. L.** 2001 **-** Manuel d'utilisateur de TEMPO: logiciel de traitement et de modélisation des séries temporelles en hydrogéologie et en hydrgéochimie. Projet Modhydro.BRGM report RP51459-FR, 221p.

(15) **Dörfliger N., Jourde H., Ladouche B., Fleury P., Lachassagne P., Conroux Y., Pistre S., Vestier A.,** 2008-Active water management resources of karstic water catchment: the example of Le Lez spring (Montpellier, South France), WWC 2008, soumis
(16) **Samani N.& Ebrahimi B**, 1996 - Analysis of spring hydrographs for hydrogeological evaluation of a karst aquifer system. *Theor. Appl. Karstol.* 9 (1996), pp. 97–112.
(17) **Conroux Y.,** 2007 - Caractérisation du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère karstique du Lez (Hérault) à l'état naturel. Mémoire de Master II Pro, Hydrogéologie et environnement Université d'Avignon et du Pays de Vaucluse, BRGM, 225p.
(18) **LaMoreaux P.E., Hughes T.A., Memon B.A.,** 1989 - Hydrogeologic assessment – Figeh Spring, Damascus, Syria. *Environ. Geol. Water Sci*., Vol 13, N°2, 73-127.